

INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA DE LAS CALIZAS DE CRINOIDES DEL CARIXIENSE SUBBÉTICO¹

C. J. Dabrio² y D. Polo³

RESUMEN

Las calizas de crinoides del Carixiense del sector central de la Zona Subbética se formaron en bajíos dentro de una gran plataforma carbonatada adyacente al Macizo Hespérico, en el fondo del gran golfo que dibujaba el Tethys. A partir del análisis de las asociaciones y secuencias de texturas y estructuras sedimentarias primarias se deduce que la evolución paleogeográfica durante el Sinemuriense y Carixiense refleja una progresiva disminución de la profundidad relacionada con causas tectónicas que controlan también la morfología y distribución de las zonas paleobatimétricas.

En las calizas de crinoides se diferencian dos subfacies. La inferior presenta rasgos que permiten asimilarla a apilamientos de sand waves mareales que se reactivan periódicamente. La reversión de las corrientes produce migraciones de las corrientes en sentido opuesto, aunque normalmente tiende a reflejarse sobre todo la corriente dominante; en ese caso, la subordinada produce superficies erosivas y, a veces, ripples y megaripples. Cuando vuelve a fluir la corriente dominante se reactivan los megaripples (sand waves) a partir de estas superficies. Otro rasgo mareal característico es la alternancia de láminas calcareníticas con otras pelmicríticas cuyo espesor varía regularmente durante la fase de migración activa que se supone coincidente con la marea viva. En la marea muerta los megaripples migran más lentamente (degeneración) y sufren retrabajado por el oleaje y los organismos.

La estructura interna de la subfacies superior es estratificación cruzada en surco y laminación paralela y se atribuye a un aumento del efecto del oleaje sobre el fondo que se superpone a la acción de las corrientes de marea. Esta ascensión viene apoyada por la mayor variedad de direcciones de migración de los megaripples.

-
- 1.— Este trabajo ha sido subvencionado por la C.A.I.C.Y.T. dentro del proyecto «El borde mediterráneo español; evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas».
 - 2.— Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca.
 - 3.— Instituto de Bachillerato «Mateo Hernández», Barrio Garrido, Salamanca.

Se propone un modelo de bajo carbonatado con campos de sand waves y de megaripples que migran bajo la acción de la corriente de marea dominante en cada zona del bajo. Se asume que la mayor exposición al oleaje se produciría en el borde enfrentado al segundo cuadrante (SE) de donde vendrían los oleajes dominantes generados por tormentas, huracanes e incluso parte de los vientos diurnos. En esa parte se formarían barras que protegerían el bajo de los embates del oleaje, pasando sobre ellas sólo pequeñas olas que generarían ripples de oscilación de varias escalas y orientaciones.

PALABRAS CLAVE

SAND WAVES, MAREAS, OLAS, CALCARENITAS, CRINOIDES, CORDILLERAS BÉTICAS, LIAS, JURÁSICO INFERIOR.

ABSTRACT

The early Jurassic crinoidal limestones of central Subbetic Zone formed in shoals of a large shallow carbonate shelf placed in the inner part of the broad gulf that Thethys Ocean was at that time, next to the emergent Hesperic Massif. From the study of associations and sequences of sedimentary textures and structures, a general shallowing-upward sequence can be deduced. A tectonic control is assumed for this sequence and also for the regional paleobathymetric distribution.

Two subfacies have been differentiated in the crinoidal limestones. The lower one corresponds to piles of sand waves that formed, migrated and degenerated periodically along with the tidal cycle. The reversion of flow is reflected in opposite-directed sets of cross bedding. However, most of the cross-bedded sets appear to be unidirectional due to the dominant tidal current; in this case, the subordinate current produces erosional surfaces and ripples or megaripples.

As the dominant current sets again, reactivation of the sand wave takes place. A most typical tidal feature is the formation of bundles of calcarenitic laminae representing the avalanche under current action that alternate with a somewhat thicker pelmicrite laminae representing settling of fines from suspension during slack-water periods. The relative thickness of such an arrangement changes regularly during the active migration of the sand wave during springs tides. Low rates of migration at neap tides (degeneration stages of sand waves) result in wave and biogenic reworking.

The internal structure of the upper subfacies consists of trough cross bedding and parallel lamination as a result of increasing wave effect upon the surface of the shoal that superimposes on the tidal currents. This assumption is supported by the higher variability of paleocurrent directions.

A model of shallow carbonate shoal with tidal sand waves and megaripples of various types is proposed. It is assumed that the highest wave action occurred along the SE margin of the shoal, facing the prevailing waves generated by storms, hurricanes and, probably, some of the diurnal winds. Calcarenite/oolite (?) bars are thought to have occurred along these areas shielding the shoal and giving a chance for the tidal features to form under limited wave reworking that resulted in wave ripples of various scales and orientation.

KEY WORDS

SAND WAVES, TIDES, WAVES, CALCARENITES, CRINOIDS, BETIC CORDILLERA, LIAS EARLY JURASSIC.

INTRODUCCIÓN

En la Zona Subbética (sur de España) hay amplios afloramientos de rocas carbonatadas de edad Lias inferior y medio. Son carbonatos de aguas someras depositados en las extensas plataformas de tipo Bahamas que se desarrollaron a favor de la gran transgresión jurásica (Bernoulli y Jenkins, 1974, García Hernández et al. 1976, Martín 1980, entre otros autores). Se distingue un conjunto inferior dolomitizado y otro superior calizo, con varias litofacies entre las que cabe citar las calizas con nódulos de sílex del Sinemuriense y las calizas de crinoides de edad Carixiense análogas a las descritas en otros puntos de las cadenas alpinas (Jenkins, 1971). Durante el Carixiense se diferenciaron en esa gran plataforma zonas relativamente elevadas, en las que se acumularon calcarenitas esqueléticas bajo la acción del oleaje y de las corrientes, y otras más deprimidas con sedimentos finos.

Uno de los afloramientos más representativos de las calizas de crinoides es el de Sierra Elvira en las cercanías de Granada (Fig. 1) aunque

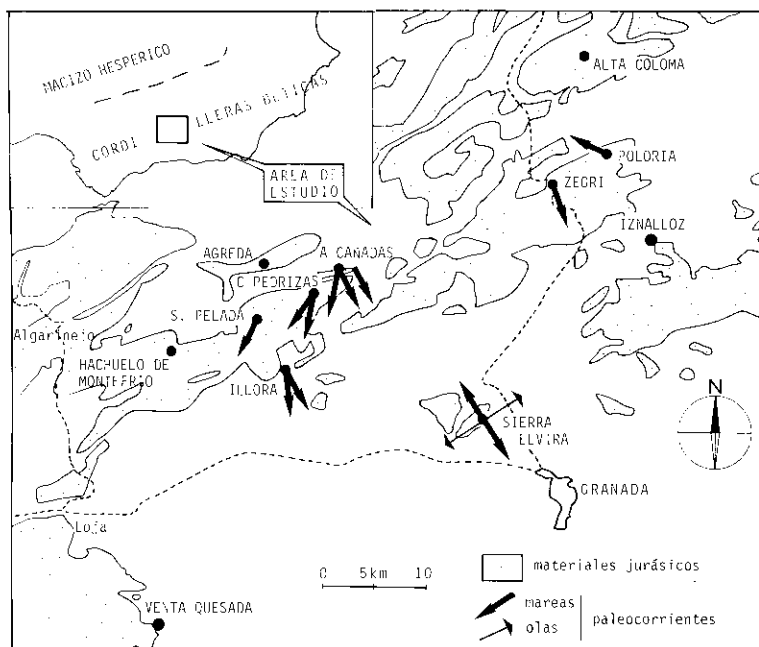


Figura 1.— Mapa de distribución de materiales jurásicos en el sector central de la Zona Subbética y afloramientos estudiados.

Figure 1.— Map of present-day distribution of Jurassic rocks in the central Subbetic Zone and studied outcrops.

en él no parece estar presente más que una parte del Carixiense medio (García Hernández et al. 1979 b). En este trabajo se estudian estos materiales con el ánimo de llevar a cabo una reconstrucción ambiental detallada, atendiendo en particular a los mecanismos de transporte responsables de la acumulación de los fragmentos de artejos y placas de crinoides de tamaño arena, los bioclastos y los granos siliciclásticos que integran las bioesparitas de crinoides o, en general, las «calizas de crinoides».

SUCESIÓN ESTRATIGRÁFICA E INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA

La sucesión de Sierra Elvira se ha estudiado con mucho detalle con criterios estratigráficos (García Dueñas, 1967) y paleontológicos (Linares y Mouterde 1962, Rivas 1973) pero los aspectos sedimentológicos han sido tocados sólo de pasada (García Hernández et al. 1976, 1979 a y b, Martín y Dabrio 1981). Por ello se ha levantado un perfil de detalle en el Tajillo de la Mina desde las calizas con sílex sinemurienses hasta la superficie carstificada que corona las calizas de crinoides carixienses (Figs. 2, 3 y 4) del que pueden deducirse valiosos datos para la reconstrucción ambiental y su evolución en el tiempo a partir del análisis de las litofacies y las asociaciones y secuencias de texturas y estructuras sedimentarias primarias.

Calizas con sílex

Los términos más bajos de la sucesión son calizas con nódulos de sílex. La textura es micrítica (lime wackestone) con abundantes espículas de esponjas silíceas y radiolarios, que indican un depósito de barros calcáreos en aguas tranquilas de plataforma abierta o talud debajo del nivel de base efectivo del oleaje y de las corrientes. Ocasionalmente se intercalan nivelillos calcareníticos esqueletales u oolíticos que se asimilan a capas de tempestad (storm sand layers).

Capas de transición

Se caracterizan por las repetidas intercalaciones de calcarenitas oolíticas o esqueletales entre las calizas micríticas y por la ausencia de nódulos de sílex. Las calcarenitas presentan laminación cruzada debida a ripples de oscilación asociada a veces a laminación paralela (a muro) ordenadas en pequeñas secuencias positivas (FU) de energía decreciente a techo (Fig. 5) y se interpretan como depósitos de tormenta o tempest-

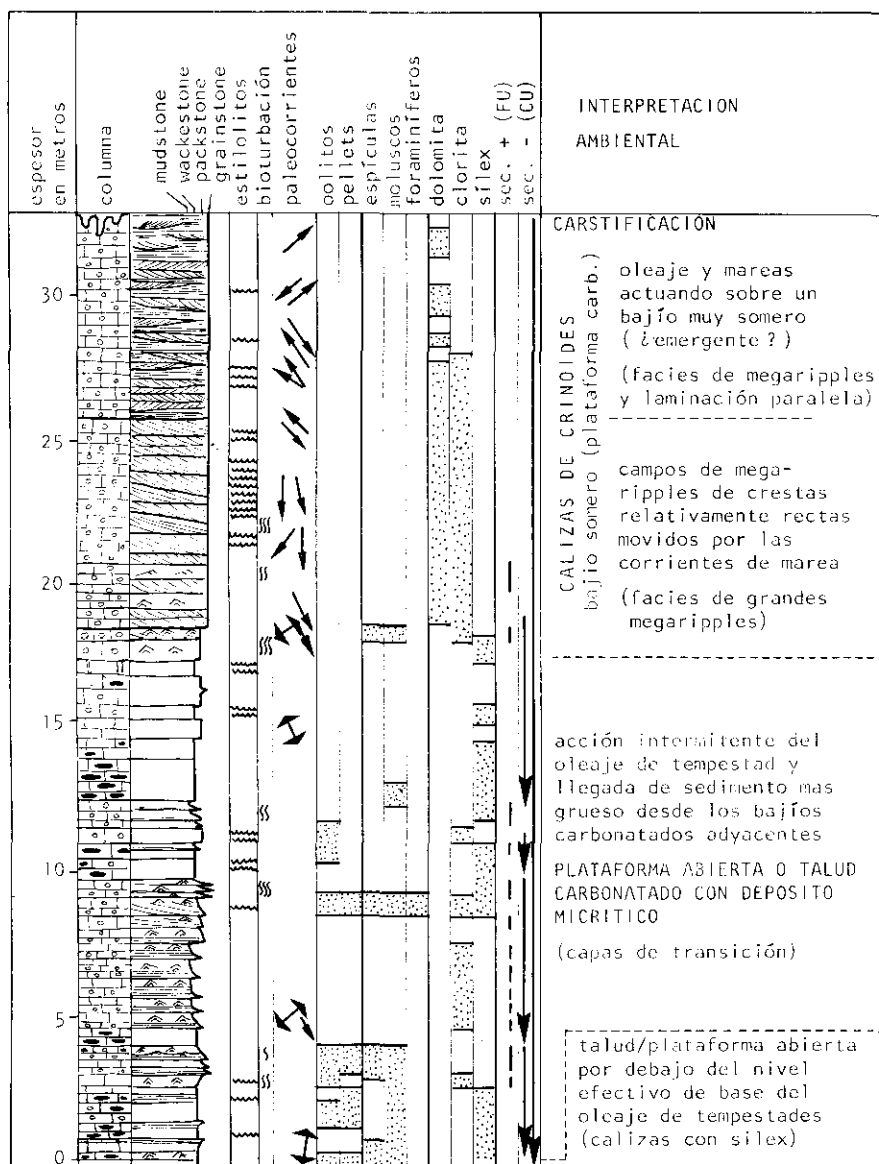


Figura 2.— Sucesión estratigráfica del Tajillo de la Mina hasta las canteras 14, 15. Las flechas dobles indican paleodirecciones de oscilación del oleaje. En las secuencias positivas se ha indicado sólo el intervalo en que se desarrollan, pero no la polaridad debido a su pequeño tamaño.

Figure 2.— Stratigraphic section of Tajillo de la Mina. Double-pointed arrows refer to paleodirections of wave oscillation. F.U. sequences shown by solid lines instead of arrows due to their small thickness.

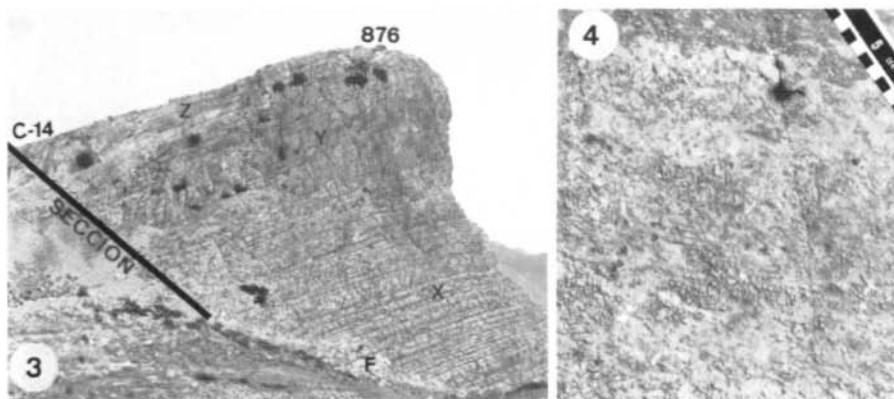


Figura 3.— Panorámica de la sucesión del Tajillo de la Mina (cota 876) y situación de la sección de referencia (Fig. 2) entre la falla (F) y la cantera 14 (la cantera C-15 queda algo a la izquierda). Se observan las calizas con sílex (X) y las calizas de crinoides (Z).

Figura 4.— Detalle del techo meteorizado de una capa de calizas de crinoides donde se pueden apreciar los artejos desorganizados.

Figure 3.— Panoramic view of Tajillo de la Mina (876) section (compare Fig. 2) showing limestones with nodular chert (X), transition beds (Y) and crinoidal limestones (Z). The upper part of the section (quarry 15), not shown in the picture, is a few meters to the left. F: fault, 14: quarry No 14.

Figure 4.— Close up of weathered bedding surface of crinoidal limestones to show the skeletal coarse calcarenites.

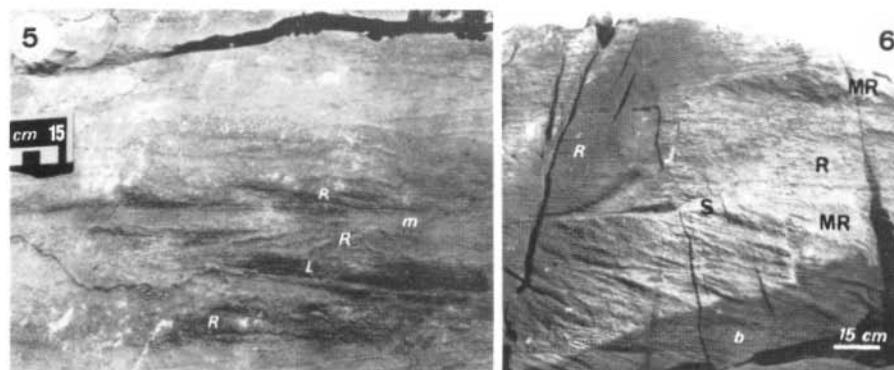


Figura 5.— Detalle de las intercalaciones de calcarenitas esqueléticas con laminación paralela (L) y cruzada debida a ripples de oscilación (R) en el seno de calizas micríticas (m). Capas de tempestad en el seno de material lutítico de plataforma/talud.

Figura 6.— Estratificación cruzada debida a megaripples (MR) N150E con bottomset laminado bien desarrollado (b). Sobre la superficie erosiva (S), laminación cruzada debida a ripples (R). Cantera 7, pared norte.

Figure 5.— Close up of alternating thin layers of parallel-laminated (L) and ripple cross-laminated (R) skeletal crinoidal calcarenites, interpreted as storms sand layers, and shelf-to-shallow-slope micritic limestones (m).

Figure 6.— Cross-bedded sets generated by megaripples (MR) N150E displaying well developed laminated bottomset (b). Ripple cross-lamination (R) overlying an erosional surface (S). North wall of quarry 7.

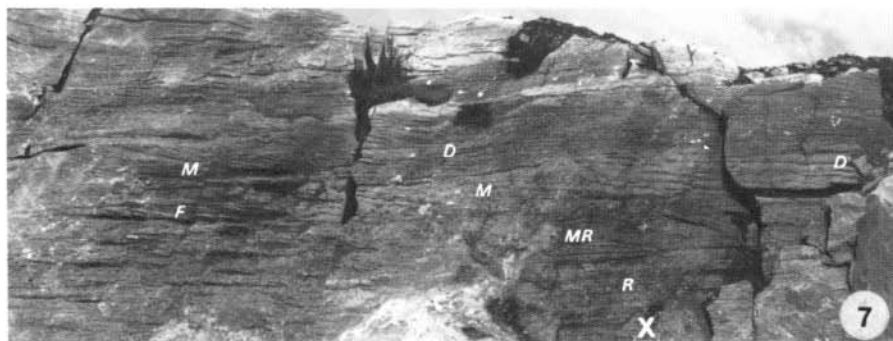


Figura 7.— Apilamiento de megaripples (MR) dominantes N150E sobre intervalos con laminación cruzada (R). Se diferencian los estados de formación (F), migración (M) y degeneración (D) descritos en el texto. La escala se ha marcado (X).

Figure 7.— Pile of N150E-directed megaripples (MR) and ripples (R) in quarry 8. Stages of development (F), maximum migration (M) and degeneration (D) of megaripples as described in the text are visible. Note the scale (X).

tad en la plataforma/talud. Se distinguen varias megasecuencias de capas cuyo espesor crece hacia el techo; se atribuyen a episodios regresivos de cierta entidad que no llegaron a causar emersión y que fueron seguidos por nuevas fases transgresivas o subsidentes siendo éstas anteriores al desarrollo de la plataforma carbonatada en la que se depositaron las calizas de crinoides. No se han detectado morfologías de progradación o clinoformas de gran escala asociadas a esta disminución batimétrica.

Calizas de crinoides

Están constituidas casi exclusivamente por restos esqueléticos de crinoides (Fig. 4) y forman la parte alta de la sucesión de Sierra Elvira y otros afloramientos (Fig. 2 y 3). Pueden diferenciarse dos intervalos o facies sedimentarias.

Facies de grandes megaripples (sand waves)

Es la más baja y potente de las dos. Aflora en muchas canteras artesanales (Fig. 8) cuyas superficies meteorizadas ofrecen a menudo buenas condiciones de observación, aunque el número de fracturas y la distancia entre las canteras impide realizar con exactitud una correlación de detalle banco a banco.

La estructura sedimentaria más destacable es la estratificación cruzada de gran escala, unidireccional en el perfil de referencia con un má-

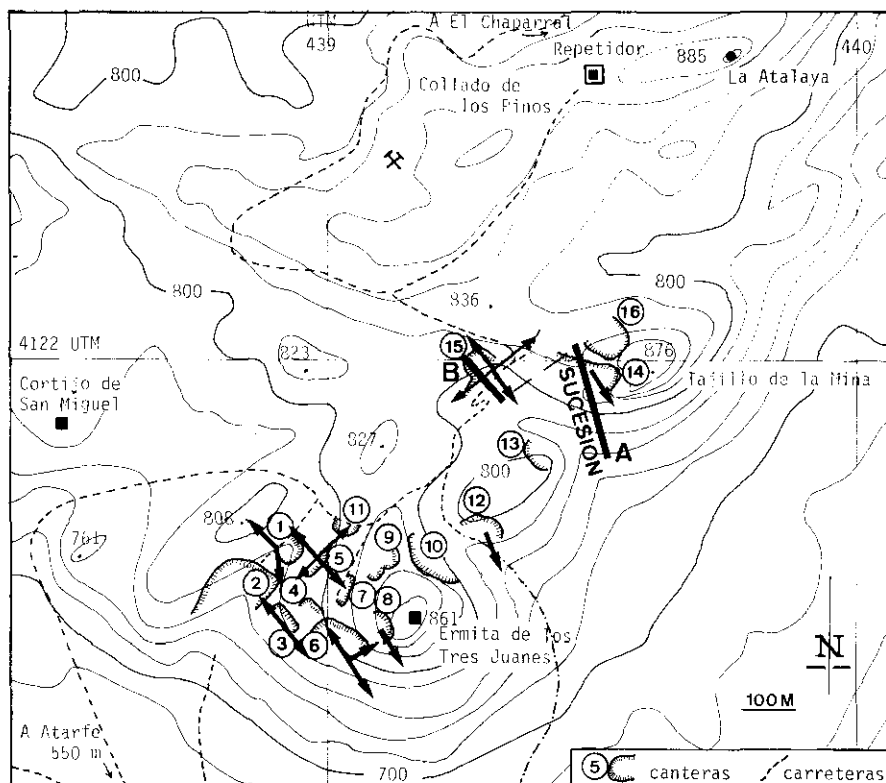


Figura 8.— Mapa de las canteras estudiadas en Sierra Elvira y direcciones de corrientes medidas en cada una de ellas cuyo resumen se incluyó en la Figura 1. Cuadrícula U.T.M. del M.M.E., cotas en metros.

Figure 8.— Map of the quarries studied in Sierra Elvira showing the various current directions that have been schematized in figure 1. U.T.M. grid of Mapa Militar de España (M.M.E.), elevations in meters.

ximo dirigido hacia el sureste (N150E), que intercala niveles de laminación cruzada (Figs. 6 y 7). En otras canteras las direcciones de paleocorrientes indican sentidos opuestos (alrededor de N310 a 330 E).

Los rasgos distintivos de estos megariipples son (Fig. 9):

a) etapas diferenciables en su desarrollo: los megariipples crecen a partir de los relieves que ofrecen otros megariipples preexistentes (es decir, se reactivan) y rápidamente aumentan el tamaño, la altura y el ángulo de las láminas del foreset marcando la fase de máximo crecimiento. Tras migrar una cierta distancia, comienzan a degenerar, disminuyendo el ángulo de las láminas y pasando aguas abajo a lamina-

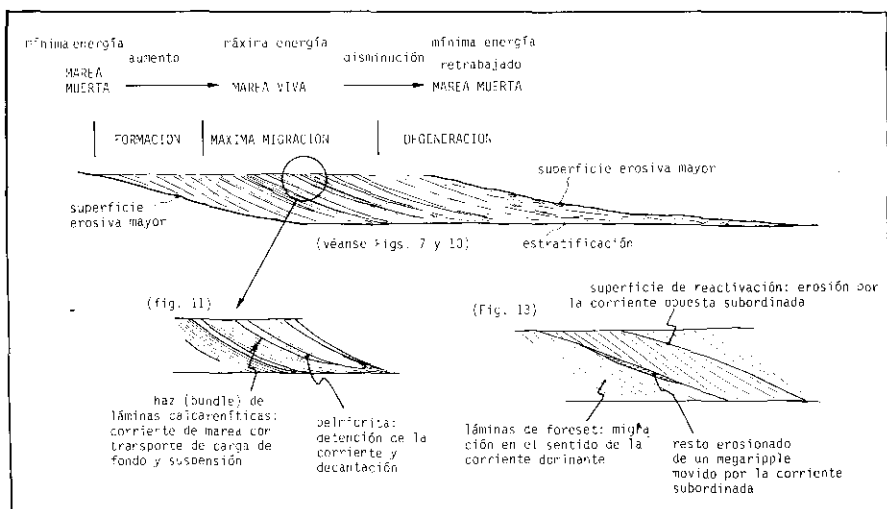


Figura 9.— Esquema de la estructura interna de un megaripple en relación con las fases del ciclo mareal. Compárese con las fotografías 7 y 10. Abajo a la izquierda, detalle de los haces de láminas calcareníticas esqueléticas y las láminas pelmicríticas. A la derecha superficies de erosión y restos de megaripples (o ripples) producidos por la marea subordinada. Es de destacar el diferente significado de estas superficies de erosión: debidas a la reversión de la marea, el de las superficies erosivas mayores que limitan las fases de actividad del megaripple (sand wave) y que reflejan ciclos mareales quincenales y el de la propia estratificación que comprende erosiones generalizadas por oleaje de tempestad o por erosión ligada a migración de megaripples.

Figure 9.— Scheme of the internal structure of megaripples related to the tidal cycle (compare to figures 7 and 10). Lower left: detail of alternating bundles of calcarenitic laminae and pelmicrite laminae (drape). Right: erosion surfaces and rests of megaripples (or ripples) generated by the subordinate tidal current. It is important to realize the different meaning of these surfaces (related to reversing tidal currents), the surfaces limiting the various stages of activity of a sand wave (related to fortnightly neap-spring tidal cycles) and the bedding surface generated by major erosional events (storms, migration of sand waves...).

ción paralela inclinada de bajo ángulo u horizontal más o menos retrabajadas por ripples mayoritariamente de oscilación (Figs. 7, 9 y 10).

b) en la etapa de máximo desarrollo se distinguen haces o grupos de láminas constituidas por material esquelético grueso (calcarenitas de crinoides u oolíticas) que alternan con otras de tamaño de grano más fino (pelmicritas). El espesor de las láminas de una y otra litología tiende a variar con regularidad (Figs. 10 y 11) lo que sugiere una variación regular de la energía de la corriente como la producida en ambientes mareales por la alternancia de períodos de mareas vivas y muertas (Boersma, 1969; Boersma y Terwindt, 1981 a y b). En las fases de formación y degeneración del megaripple no se manifiesta esta asociación.

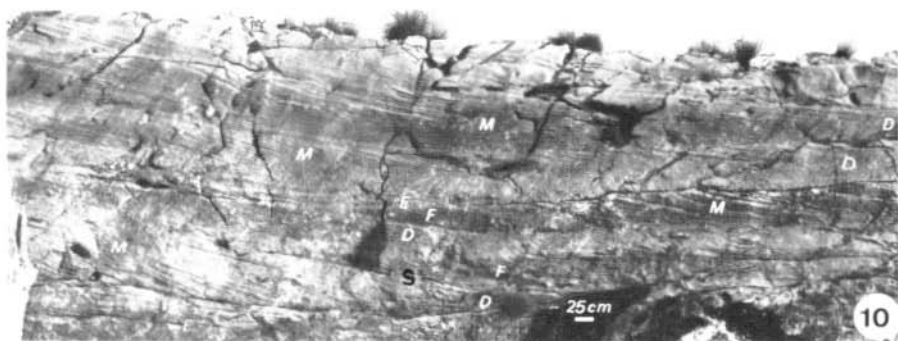


Figura 10.— Estratificación esencialmente tabular debida al apilamiento de megaripples de crestas rectas (N150E) en los que se aprecian los estadios de formación (F), migración (M) y degeneración (D). En el estadio de migración puede verse la alternancia regular de capas calcareníticas y pelmicríticas. Los distintos episodios de reactivación del megaripple están separados por superficies erosivas (S) formadas al final de ciclos mareales (¿quincenales?). El conjunto forma sandwaves asimilables a la clase III de Allen (1980 a) separados entre sí por superficies de estratificación remarcadas por estilolitos (E). Cantera 14.

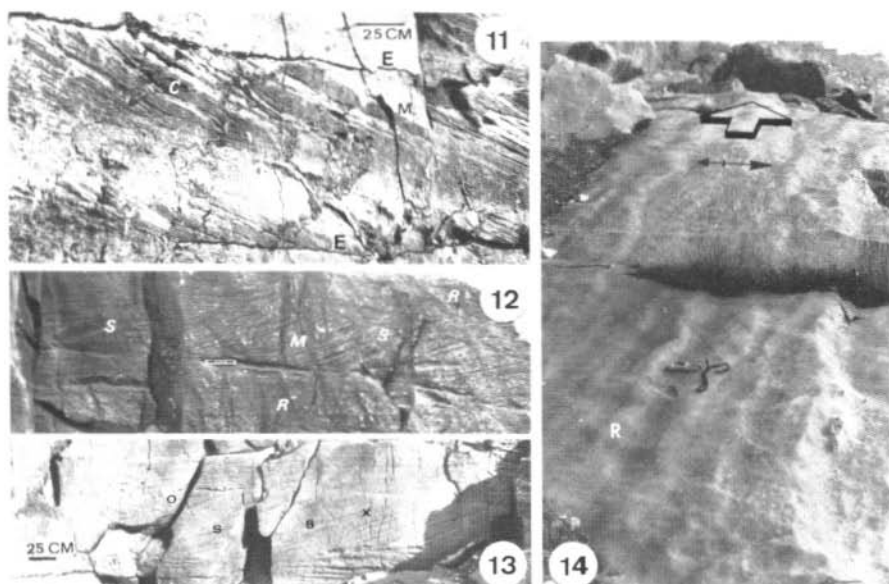
Figure 10.— Tabular cross bedding due to piling up of straight-crested megaripples (sand waves) N150E. Stages of reactivation and development (F), migration (M) and degeneration are visible. The Stage of migration displays the typical tidal bundles of laminae. Reactivation events are separated by erosional surfaces (S) marking the end of tidal cycles (ca. 15 days). These bedforms are comparable to Allen's (1980 a, b) class III. Cosets are limited by bedding surfaces remarked by stylolites (E). Quarry 14.

c) existen pruebas de reversión del flujo aportadas por ripples y megaripples que migraron en direcciones opuestas a la dominante y por superficies de erosión o reactivación (Figs. 12 y 13). Los ripples ascienden por el foreset de los megaripples formados por la corriente dominante mientras que los megaripples se intercalan con ellos. En muchos casos se han podido trazar superficies de erosión (reactivation surfaces) similares a las discutidas por Allen (1980 a y b).

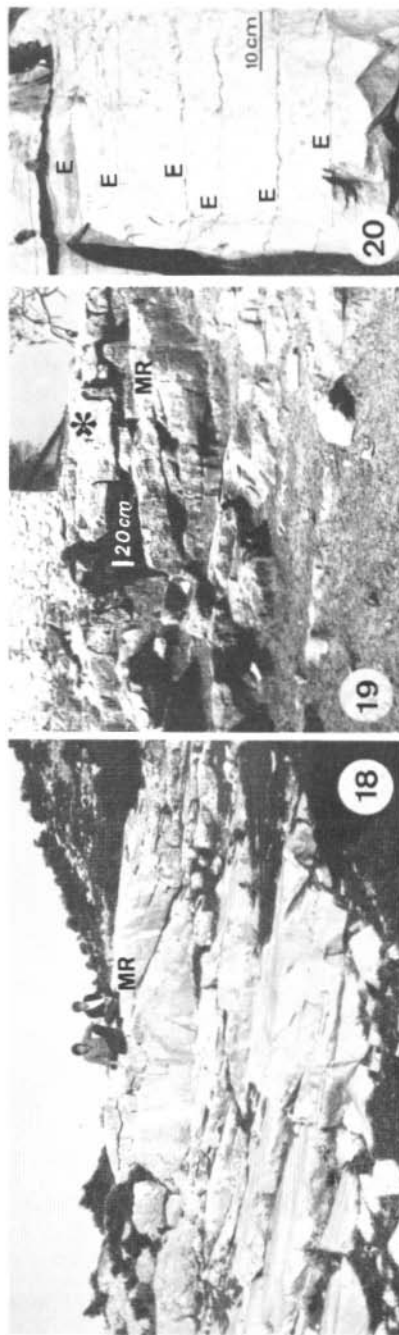
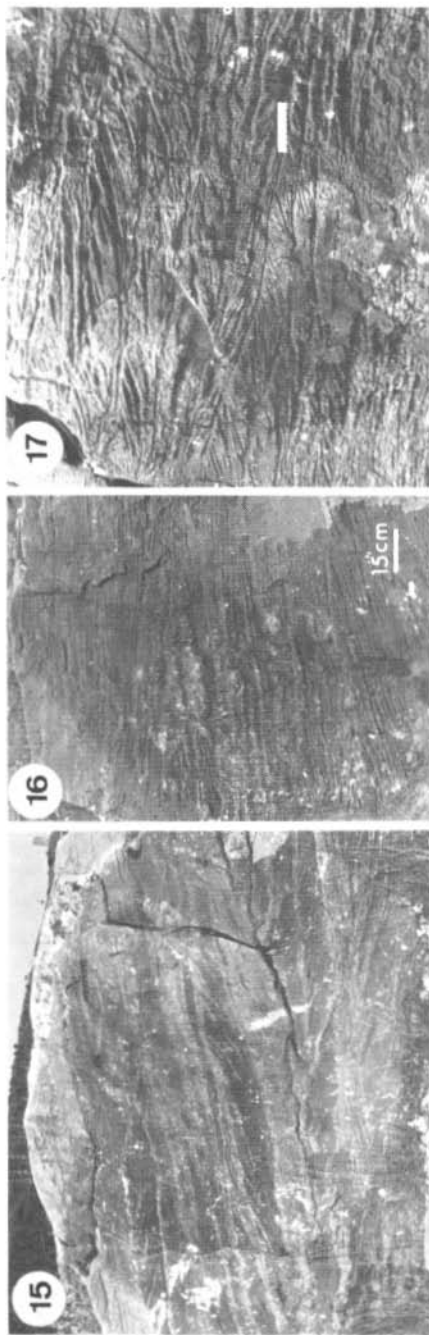
d) entre los megaripples (o sobreimpuestos a ellos) se encuentran ripples de oscilación asimétricos de crestas rectas (Fig. 14). La dirección de oscilación es diferente de la de migración de los megaripples.

Facies de laminación paralela y megaripples (Figs. 15, 16 y 17)

La parte más alta de la sucesión se caracteriza por laminación paralela y estratificación cruzada en surco y (en menor proporción) tabular. Las direcciones de paleocorrientes medidas en las megaripples muestran dos direcciones dominantes con sentidos aproximadamente opuestos. La primera pareja es N130/150E frente a N310/330E, y está for-



- Figura 11.— Detalle de la anterior donde se aprecia la alternancia de haces (bundles) de las láminas calcareníticas (C) y pelmicritas en el foreset de un megaripple (sand wave) en el estadio de migración. Las primeras se han formado durante la fase de corrida de la marea dominante en ese punto y las pelmicritas corresponden a la fase de detención. Cantera 14.
- Figura 12.— Estratificación cruzada generada por la migración hacia el SE (N150E) de un megaripple mareal entre episodios de laminación cruzada (R). Se aprecian superficies erosivas (S) interpretadas como el resultado de cepillado por la corriente de marea subordinada. Cantera 7.
- Figura 13.— Set de estratificación cruzada tabular debida a migración de un megaripple (sand wave) mareal hacia el NW (N330E), con superficies erosivas (de reactivación, S) talladas por la corriente opuesta (subordinada en ese momento y en este punto) que también produjo megaripples cuyos restos se conservan (X). A techo, estratificación cruzada en surco (N60E) atribuida a oleaje (O). Obsérvense los sets de estratificación cruzada N150E a muro. Cantera 3.
- Figura 14.— Ripples de oscilación asimétricos (dirección dominante hacia el SW) en el techo de un megaripple que migraba hacia el SE (flecha grande). Cantera 6.
- Figure 11.— Detail to show bundles of laminae of skeletal calcarenite and the interbedded pelmicrite laminae (calcareous mud drape) in the foreset of a migrating sand wave. Bundles form during the stage of active tidal current. Pelmicrites settle down during slack water periods. Quarry 14.
- Figure 12.— Set of N150E-oriented cross bedding (MR) of tidal origin placed between cross-laminated intervals (R). Note erosional surfaces (S) interpreted as the result of the opposite-directed subordinate tidal current. Quarry 7.
- Figure 13.— Set of tabular cross bedding generated by a tidal sand wave (N330E) showing erosional surfaces (S) and rests of opposite-directed cross bedding (X), both being related to the reversion of flow. Note the wave trough cross bedding (N60E) cutting the top of the sand wave and the small sacale cross bedding (N150E) underlying the sand wave. Quarry 3.
- Figure 14.— Straight-crested asymmetrical wave ripples (double pointed arrow) with ripple asymmetry pointing towards the SW on top of a sand wave migrating to the SE (large arrow). Quarry 6.



mada por megaripples en los que se aprecia la tendencia a la variación regular del espesor de las láminas del foreset ya descrita (Fig. 15). La otra pareja es N30/60E a la que se opone otra de sentido suroeste (Fig. 17).

La asociación de estructuras sugiere una mayor acción del oleaje lo cual se marcaría en la laminación paralela y en la estratificación cruzada en surco (Fig. 16) de dirección más o menos perpendicular a las posibles corrientes de marea. Ello se debió posiblemente a una disminución de la profundidad.

En resumen, la sucesión de Sierra Elvira manifiesta una tendencia regresiva con paso de ambientes de plataforma/talud a bajío (banco) carbonatado y, finalmente a medio subaéreo como se verá más adelante. Esta tendencia se marca en la megasecuencia negativa de tamaño de grano creciente hacia arriba (CU) y de la energía reflejada en las estructuras sedimentarias primarias. Las paleocorrientes se distribuyen regularmente con una neta componente bipolar (Fig. 8) cuyo significado se analizará más adelante.

Figure 15.— Cross-bedded sets corresponding to megaripples (similar to those of figs. 10 and 11 but of a smaller size) migrating towards opposite directions associated to parallel lamination. Transition between the two units differentiated in the crinoidal limestones, quarry 15.

Figure 16.— Trough cross bedding and parallel lamination (this being better developed to the top of the section) typical of the upper facies of crinoidal limestone. Quarry 15.

Figure 17.— Close up of trough cross bedding (pointing N60 and N240-250E) in the upper crinoidal limestone facies. The irregular lower boundary of sets and the spoon-shaped laminae of foresets are indicative of wave origin. Quarry 15.

Figure 18.— Sand wave (MR) in crinoidal calcarenite migrating towards the S-SE. Puerto del Zegrí.

Figure 19.— Sand wave (MR) N150E. Cortijo del Arroyo de las Cañadas. Asterisk marking location of figure 20.

Figure 20.— Stylolites (E) in the upper part of the Arroyo de las Cañadas section.

Figura 15.— Megaripples de características similares a los de las figuras 10 y 11 pero de menor escala migrando en direcciones opuestas (N150E y N330E) y asociados con laminación paralela. Transición entre las dos unidades de las calizas de crinoides descritas en el texto. Cantera 15.

Figura 16.— Estratificación cruzada en surco y laminación paralela más abundante hacia el techo. Unidad superior de las calizas de crinoides. Cantera 15.

Figura 17.— Detalle de la estratificación cruzada en surco (N60E y N240/250E) de la unidad superior. El límite inferior ondulado del set y la forma de cucharada de las láminas del foreset se atribuyen a la acción del oleaje. Cantera 15.

Figura 18.— Sand wave en calizas de crinoides (MR) migrando hacia el S/SE. Puerto del Zegrí.

Figura 19.— Sand wave (MR) migrando hacia el N150E en el Cortijo del Arroyo de las Cañadas. El asterisco indica la situación de la figura 20.

Figura 20.— Estilolitos (E) en la parte alta de la sucesión del Cortijo del Arroyo de las Cañadas (marcada con un asterisco en la figura 19).

DIAGANESIS

Los nódulos de sílex son diagenéticos y se formaron por la removilización de la sílice de las espículas de esponjas y de los radiolarios con anterioridad a la eventual dolomitización de los materiales (Martín, 1980). Esto requeriría que las aguas diagenéticas estuviesen simultáneamente sobresaturadas en sílice e infrasaturadas en calcita. Teniendo en cuenta que los estudios de composiciones isotópicas de diversos ejemplos de nódulos de sílex revelan que las aguas meteóricas jugaron un importante papel en su formación (Knauth y Epstein, 1976; Kolondny et al. 1980), Knauth (1979) elaboró un modelo de formación de nódulos de sílex en la zona de mezcla de las aguas marinas y meteóricas. Según esto, los materiales que afloran en Sierra Elvira emergieron durante parte de su historia o tuvieron relación con áreas emergidas y las calizas con sílex de crinoides marcan la posición de la zona de mezcla de los mantos freáticos de agua dulces y saladas.

Las calizas de crinoides se depositaron en aguas marinas someras y el proceso diagenético más antiguo que sufrieron durante la diagénesis temprana, fue la cementación asociada al desarrollo de la carstificación del techo de la serie caliza. Los cementos son calcíticos y probablemente esta fue su mineralogía original, lo cual, junto con su disposición en forma de crecimientos sintaxiales alrededor de los cristales y en perfecta continuidad óptica con ellos sugiere un origen freático (Martín y Dabrio, 1981).

DISCUSIÓN DEL MECANISMO DE FORMACIÓN

De la descripción anterior ha quedado establecido que la sucesión de Sierra Elvira registra una disminución progresiva de la profundidad desde plataforma abierta o talud carbonatado con aporte de material esquelético planctónico (radiolarios) y bentónico (espículas de esponjas silíceas) a bajíos con mayor energía debida a corrientes y oleajes.

La génesis de las dos subfacies de las calizas de crinoides requiere cierta discusión.

En la subfacies de grandes megaripples, el rasgo más llamativo es la monotonía de las direcciones de migración, con un máximo que apunta en sentido N150E; esto indica la existencia de un campo de megaripples que migraban hacia el sureste impulsados por una corriente. A pesar de la marcada unidireccionalidad y de la ausencia de asociaciones de estratificaciones cruzadas en forma de espina de arenque (*herringbone cross stratification*), se postula que la corriente es de marea. Ello se basa en la regularidad de los sets de la estratificación cruzada y en la variación gradual de los tamaños de grano y de los espesores de las láminas del foreset de muchos de los megaripples (Fig. 10 y 11) que encajan bien con la distribución de las velocidades de las corrientes en las diversas fases del ciclo mareal (Boersma 1969, Boersma y Terwindt, 1981; Visser, 1980).

Otras pruebas del origen mareal de los megaripples se obtienen de las direcciones de corriente en sentido opuesto. En las partes media y baja de la subfacies de grandes megaripples estas direcciones son difíciles de apreciar y quedan registradas en los ripples de la base del foreset de las grandes formas de fondo. Dadas la naturaleza del material y la diagénesis sufrida no es fácil diferenciar estos ripples de posibles ripples regresivos o incluso de oscilación formados en los surcos entre formas mayores (Fig. 14). Los ripples asociados a las fases de máximo desarrollo y migración de los megaripples pueden interpretarse como debidos a la acción de la marea subordinada en la fase de marea viva cuando ambas corrientes (flujo y reflujo) tienen energía suficiente para mover grandes cantidades de sedimento. Por su parte, los asociados a las fases de degeneración de megaripples (Figs. 7 y 10) corresponden en su mayor parte a ripples de oleaje, pues las corrientes de marea serían poco activas en esa fase del ciclo mareal. En la parte alta de la subfacies aparecen megaripples dirigidos en sentido opuesto por lo que su atribución a un origen mareal sería más clara. (Fig. 13).

Los megaripples están separados por superficies erosivas que preservan relativamente bien su morfología original (Fig. 10). Al aumentar la velocidad de la corriente según se acerca la marea viva, el megaripple se activa de nuevo y comienza a migrar aprovechando el relieve heredado del ciclo anterior. Las superficies erosivas se comportan, en consecuencia, como superficies de reactivación (Figs. 12 y 13) y en ellas pueden quedar preservados restos de ripples o megaripples dirigidos en sentido opuesto al dominante (Fig. 13).

De acuerdo con todos estos datos puede aplicarse a los megaripples el nombre de sand waves de las clases I, III A y IV A (aunque hay ejemplos de los subtipos III B y IV B) de Allen (1980 a y b).

No parece adecuado invocar el oleaje de tempestad o huracanes, precisamente por la regularidad de las variaciones: el oleaje de tempestad se amortigua gradualmente generando secuencias de energía decreciente a techo que quizá podrían asemejarse a éstas (véase un sumario de características en Johnson, 1978). Sin embargo típicamente, el oleaje de largo período de las tempestades erosiona el fondo removiendo el sedimento hasta una cierta profundidad bajo la interfase agua/sedimento que existía antes de la tormenta y genera superficies erosivas fácilmente trazables en el campo. Este tipo de superficies se encuentran también en Sierra Elvira (por ejemplo a techo de los megaripples —MR— de las figuras 12 y 13) pero no es fácil atribuir la responsabilidad de toda la historia sedimentaria contenida entre ellas a la acción de la tempestad. Tampoco se encuentran estructuras de tipo estratificación cruzada «hummocky» que se asocian específicamente a este mecanismo (Hamblin y Walker 1979, Walker, 1979).

La variación gradual de la energía de la corriente parece excluir, en principio, las corrientes oceánicas no mareales.

En resumen, el modelo genético que se propone para los megaripples o sand waves se basa en que su estructura interna registra la variación regular de la energía de la corriente a lo largo de un ciclo mareal. Los megaripples migran activamente durante las mareas vivas y degeneran, hasta acabar deteniéndose (?) durante las muertas, cuando son retrabajados por las olas (que modelan ripples de oscilación) y por los organismos que los bioturban.

En las fases de migración activa, la velocidad de la corriente dominante es lo suficientemente alta como para mover mucho sedimento grueso y fino. El primero (calcarentas esqueléticas) se mueve como carga de fondo durante la corrida de la marea y forma, por avalancha, las láminas del foreset de los sand waves. El fino, pelmicrítico,

se asienta durante el tiempo de detención de la marea. Se genera así la típica alternancia de un haz o bundle (Boersma, 1969) de láminas calcareníticas y de otra micrítica. La velocidad de las corrientes aumenta y disminuye progresivamente a lo largo del ciclo de marea, dando lugar a las variaciones regulares del espesor de las láminas (y en especial de las de grano más fino). En las fases de marea muerta se reducen considerablemente las velocidades de ambas corrientes, no se mueve tanto sedimento, de modo que hay menos finos en suspensión y se amortigua la avalancha, decreciendo el ángulo de las láminas del foreset. El retrabajado de las olas queda preservado como ripples de oscilación.

De cuando en cuando, parte de la superficie del bajío era arrasada por erosión debida a las grandes olas de tempestad o de huracanes, de modo similar a lo que ocurre actualmente (Hine, 1977; Langhorne, 1982). La monotonía y el predominio de una dirección de corriente mareal es un rasgo muy común en este tipo de bajíos y otras zonas submareales por la tendencia de las corrientes de flujo y reflujo a seguir caminos diferentes (Caston, 1972, Hine, 1977) y sugiere una morfología del fondo y un agente de depósito bastante regular a la escala de los afloramientos estudiados, pues una paleogeografía y unos agentes más complejos a esa escala deberían producir distribuciones más variables.

La subfacies superior de las calizas de crinoides, caracterizada por laminación paralela y estratificación cruzada principalmente en surco, se asocia a un modelo hidrodinámico algo diferente. Aunque las corrientes de marea movían megaripples, su altura es menor que la de los descritos en la subfacies inferior (Fig. 15) y el bajío quedó expuesto a una acción del oleaje más intensa y continuada, que produjo un espectro de estructuras sedimentarias diferente (Figs. 16 y 17). Además, la abundancia de laminación paralela sugiere condiciones de oleaje de alta energía (Kumar y Sanders, 1976) con régimen de flujo alto asociado probablemente a la acción del *swash* cada vez más notoria hacia el techo de la sucesión. Los megaripples, por su parte, son más irregulares que los de la unidad inferior, no presentan evidencias de variaciones regulares de las velocidades de corrientes y migran en direcciones perpendiculares a aquellas.

PALEOGEOGRAFÍA

El bajío carbonatado carixiense de Sierra Elvira formaba parte de la gran plataforma carbonatada adyacente al Macizo Hespérico, emergido a la sazón. En ella se encontraban zonas de batimetría diferente aunque no se han detectado clinoformas u otras geometrías atribuibles a progradación de bancos como las descritas por Bossellini (1984).

Los bancos eran generalmente asiento de praderas de crinoides cuyos artejos, desarticulados tras su muerte, se acumulaban bajo la acción de agentes de transporte físicos en grandes complejos de megaripples como los oolíticos de Bahamas y Florida (Ball, 1977; Hine, 1977). Se formaron así las acumulaciones que afloran en Sierra Elvira y en otros puntos de las Béticas (Figs. 18, 19 y 20). En otros afloramientos, sin embargo, la litología y la estructura interna de los materiales carixienses revelan tan sólo una tendencia a la disminución de la profundidad apareciendo o no, según los casos, algún o algunos bancos de calizas

de crinoides o calcarenitas esqueléticas (Hachuelo de Montefrío, Agreda, Alta Coloma) pero sin llegar a observarse campos de sand waves.

Aunque la complejidad tectónica de la región y el aislamiento de los afloramientos imponen severas restricciones a una reconstrucción paleogeográfica fiable de detalle, puede delimitarse (Fig. 1) una zona con acumulaciones de calcarenitas esqueléticas de crinoides en campos de sand waves entre Poloria, Sierra Pelada y Sierra Elvira (este afloramiento queda aislado y es difícil saber si, realmente, formaba parte del mismo sistema deposicional) rodeada de otra zona con acumulaciones menos importantes (Fig. 21). Estas zonas de batimetría diferencial se alargan en la dirección ENE-WSW que es la misma que controlará la repartición de facies en surcos y umbrales a partir del Lías superior después de la rotura de la gran plataforma. Por ello es tentador atribuir a la tectónica parte de la responsabilidad de la formación de los bancos (bajíos) dentro de la plataforma del Lías inferior. Una prueba adicional de la actuación de mecanismos alocíclicos es que la tendencia a la disminución de la profundidad comentada anteriormente, coincide con una época de nivel del mar en ascenso aunque más bajo que el actual (ciclo J₁ de Vail et al. 1977).

Estas zonas someras eran barridas por las corrientes, en especial las de marea, o quedaban bajo en control del oleaje cuando la profundidad era menor o se orientaban hacia los vientos dominantes. Es lógico pensar que la energía ambiental y la orientación controlaban el transporte y la acumulación de sedimentos y el tipo de formas de fondo al igual que en los ejemplos actuales (Twichell, 1983, Langhorne, 1982), (Fig. 21). Algunos de estos bajíos llegaron eventualmente a emerger sufriendo carstificación y formación de *hard grounds* con anterioridad a la fracturación de la plataforma y el paso generalizado a ambientes pelágicos. La naturaleza del límite entre los sedimentos de ambientes tan dispares es variable de unos puntos a otros (Gracia Hernández et al. 1976) y está relacionada con esta distribución paleogeográfica.

Nuestra interpretación paleogeográfica contrasta con la ofrecida usualmente en trabajos anteriores que invocan una amplia llanura de mareas en cuya zona intermareal se depositaron las calizas de crinoides (Gracia Hernández et al. 1976, 1979 b).

Un aspecto importante es la posición del sistema de plataforma somera que se propone dentro del contexto paleogeográfico mundial. A principios del Jurásico el Tethys formaba un amplio golfo abierto hacia el este (Ziegler et al. 1982, en Marsaglia y Devries Klein 1983) en cuyo fondo se encontraba la plataforma subbética adosada al Macizo

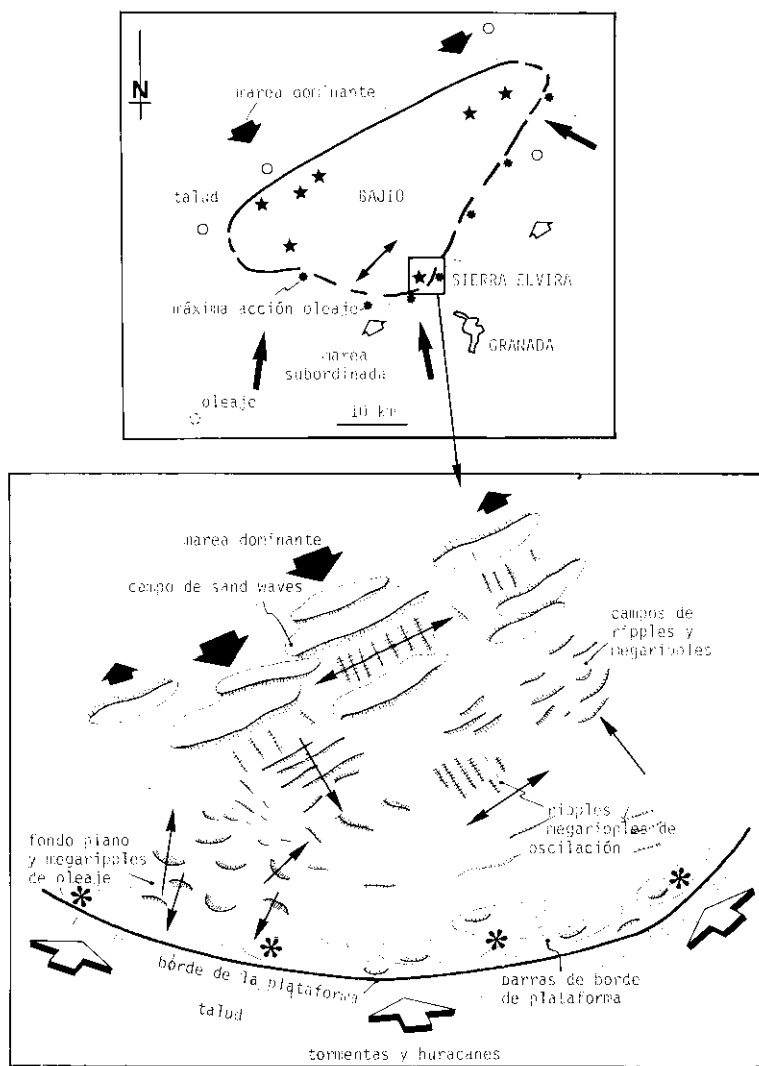


Figura 21.— Arriba reconstrucción esquemática de la plataforma carbonatada cárixense de Sierra Elvira-Sierra Pelada-Poloria y modelo hidrodinámico general. Las estrellas indican los afloramientos con sand waves en calizas de crinoides y los círculos los afloramientos de materiales de facies más profundas. Probablemente la parte interna del bajo estaba ocupada por un lagoón. Abajo, modelo hidrodinámico y morfologías de fondo (bedforms) del bajo cárixense de Sierra Elvira e integración del sistema de paleocorrientes.

Figure 21.— Above: schematic ideal reconstruction of the carixian carbonate shoal (Sierra Elvira-Sierra Pelada-Poloria area) and general hydrodynamic model. Stars represent outcrops with crinoidal limestones displaying sand waves and related shallow-water features. Circles: outcrops with deeper water facies. Probably the inner («central») part of the shoal was a kind of lagoon. It is uncertain that all the present-day outcrops correspond to a single shoal. Below: hydrodynamic model, bedforms and paleocurrents in the Carixian shoal of Sierra Elvira.

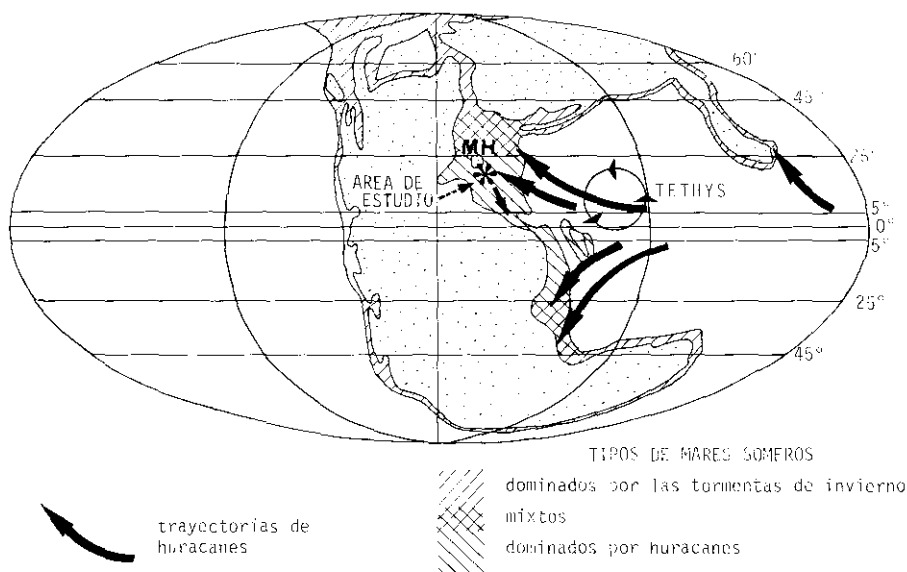


Figura 22.— Posición del área de estudio (asterisco) en el esquema paleogeográfico del Jurásico inferior. Las direcciones de corrientes inducidas por el oleaje de huracanes como el representado, mostrarían previsiblemente una dispersión mayor que las medidas en el Carixiense del sector central de la Zona Subbética (SE/NW). Los vientos dominantes se suponen de levante a sur-sureste y esas zonas de los bancos carbonatados deberían mostrar los mayores efectos del oleaje. MH: Macizo Hespérico. Mapa y trayectoria de huracanes tropicales según Marsaglia y Devries Klen 1983 que recogen el mapa de Ziegler et al, 1982 al que los autores no han tenido acceso.

Figure 22.— Place of the study area (asterisk near the emergent Hesperic Massif, MH) in a paleogeographic reconstruction for Early Jurassic times. The directions of currents induced by waves of tropical hurricanes (such as the schematized in the picture) are thought to show a wider spectrum than those measured in the central subbetic zone (SE-NW). Prevailing winds are assumed to blow from E and S/SE and a maximum wave effect is expected to occur at the edges of the shoals facing to these directions. (Map and hurricane paths modified from Marsaglia and Devries Klein, 1983, who incorporate Ziegler et al's 1982 paleogeographic map which could not be used by the present authors).

Hespérico que formaba una gran isla. La paleolatitud de esta zona y su orientación a levante, es decir hacia el gran océano, han llevado a Marsaglia y Devries Klein (1983) a situarla dentro de la zona dominada por los huracanes, cuya trayectoria tendría una componente hacia el noroeste (Fig. 22). De acuerdo con esto, es difícil atribuir a las tempestades y huracanes la paternidad del mecanismo motor de los trenes de megaripples, pues en ese caso deberían mostrar unas direcciones de migración diferentes y más variadas. Por otra parte, no se puede pensar en la «resaca de tempestad» (*storm surge ebb*, Walker 1979) puesto que el banco estaba a gran distancia de la costa (más de cincuenta kilóme-

tros) y la compleja batimetría de la plataforma canalizaría la acción de estas corrientes de retorno del agua hacia el mar anulando su hipotética acción sobre la superficie de los bajíos. El retrabajado y transporte de sedimentos someros hacia zonas más profundas sólo es efectivo en los materiales de transición entre las calizas con sílex y las de crinoides. Ello refuerza la atribución mareal del bajío. La acción de los huracanes y tempestades sería esporádica y queda reflejada en destrucciones locales del relieve del fondo y de parte de los campos de sand waves y megaripples, como ocurre hoy día en Florida y Bahama (Ball, 1967) donde el Lily Bank (Hine, 1977) presenta una situación geográfica y unas dimensiones que pueden usarse como modelo de algunos de los rasgos del paleobanco de Sierra Elvira. La acción del oleaje se concentraría en las zonas marginales del banco donde se formaría un «escudo» (shield) de barras de borde de plataforma.

CONCLUSIONES

La sucesión de materiales sinemurienses y carixienses de Sierra Elvira registra una tendencia regresiva con disminución de profundidad y paso de ambientes de plataforma carbonatada de aguas tranquilas a bajíos (*shoals*) barridos por las corrientes y el oleaje y, finalmente, con emersión de algunas zonas. Este hecho es común en otros puntos del sector central de la Zona Subbética entre Sierra Pelada y Poloria. En otros lugares, sin embargo, se aprecia tan sólo una disminución de la profundidad sin que llegaran a alcanzarse las condiciones de banco somero de aguas agitadas (Hachuelo de Montefrío y Agrada entre otros). La distribución geográfica de afloramientos, concordante con las direcciones estructurales de las Béticas, hace pensar en la tectónica como responsable de las diferencias batimétricas, máxime cuando se desarrollaron megasecuencias regresivas (de disminución de la profundidad) en una época de elevación del nivel del mar a escala global (Ciclo J₁).

En las calizas de crinoides se han distinguido dos subfacies. La inferior se caracteriza por estratificación cruzada tabular de gran escala, que se interpreta como un apilamiento de megaripples movidos por corrientes de marea en un bajío, con una marcada tendencia a la separación de los caminos seguidos por las corrientes de direcciones opuestas. El mejor argumento en favor de las mareas es la existencia de *sets* de estratificación cruzada bipolar (N150 y N330 E). Pero, aún en los casos de afloramientos con estratificación cruzada unidireccional, la estructura interna de los megaripples registra las variaciones periódicas de la intensidad de las corrientes distinguiéndose etapas de formación, migración y degeneración acordes con el ciclo mareal (quincenal ?), tras

las cuales el megaripple se detiene y se reactiva según los casos. En las fases de máxima migración, se alternan grupos (haces) de láminas calcareníticas formadas por avalancha durante la corrida de la marea y láminas pelmicríticas por decantación durante el período de agua quieta. Otras pruebas del carácter reversible de las corrientes a escala diurna son las superficies erosivas que cepillan las láminas de megaripples aparentemente unidireccionales y los ripples de dirección opuesta que a veces se asocian con ellas. Se distinguen, pues, superficies de varias magnitudes y significados en cuanto al agente productor. Los megaripples pueden clasificarse, en conjunto, como sand waves de las clases III y IV (mayoritariamente de las variedades A) de Allen, 1980 a).

La subfacies superior está caracterizada por la asociación de estratificación cruzada, con dos sistemas bipolares aproximadamente perpendiculares entre sí, y laminación paralela más abundante hacia el techo de la sucesión. Se atribuye a un progresivo efecto del oleaje sobre el fondo, que se superpone a la acción mareal.

La plataforma de la que formaba parte el bajío se situaba adyacente al Macizo Hespérico, al fondo del gran golfo que formaba el Tethys en aquella época, en la zona de influencia de los huracanes tropicales pero la distribución de paleocorrientes no parece estar sujeta a este mecanismo, lo cual está de acuerdo con la atribución a corrientes de marea.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a A. López Cabello y R. Montblanch Aracil su ayuda sobre el terreno y a J.R. Boersma la discusión de algunos de los primeros resultados.

BIBLIOGRAFÍA

- ALLEN, J.R.L. 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedim. Geol.* 26, 281-328.
- ALLEN, J.R.L. 1980. Large transverse bedforms and the characteristics of boundary layers in shallow-water environments. *Sedimentology*. 27, 317-323.
- BALL, M.M. 1967. Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. *J. Sedim. Petrol.* 37, 556-591.
- BERNOULLI, D. y JENKYN, M.G., 1974. Alpine mediterranean and central atlantic mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. En Dott R.H. y Shaver R.H. (ed.) *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. S.E.P.M. Spec. Pub.* n.º 19, 129-160.
- BOERSMA, J.R. 1969. Internal structures of some tidal megaripples on a shoal in the Westerschelde estuary, The Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*. 43, 451-461.
- BOERSMA, J.R. y TERWINDT, J.H.J., 1981. Berms on an intertidal shoal: shape and internal structure. *Spec. Pub. Int. Ass. Sediment.* 5, 39-49.
- BOERSMA, J.R. y TERWINDT, J.H.J., 1981. Neap-spring tide sequences on intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*. 28, 151-170.
- BOSSELLINI, A., 1984. Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy. *Sedimentology*. 31, 1-24.
- CASTON, V.N.D., 1972. Linear sand banks in southern North Sea. *Sedimentology*. 18, 63-78.
- GARCÍA DUEÑAS, V. 1963. *La Zona Subbética al norte de Granada*. Tesis Doctoral Univ. de Granada (inédita).
- GARCÍA HERNÁNDEZ, M., GONZÁLEZ DONOSO, J.M., LINARES, A., RIVAS, P. y VERA, J.A., 1976. Características ambientales del Lias Inferior y Medio de la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la cordillera. *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y el Mar de Alborán*. Granada. 125-157.
- GARCÍA HERNÁNDEZ, M., RIVAS P. y VERA, J.A., 1979 a. El Lias infracarixiense en la Zona Subbética. *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 10, 367-374.
- GARCÍA HERNÁNDEZ, M., RIVAS, P. y VERA, J.A., 1979 b. El Carixiense en la Zona Subbética. *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 10, 375-382.
- HAMBLIN, A.P. y WALKER, R.G., 1979. Storm-dominated shelf deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Can. Jour. Earth Sci.* 16, 1.673-1.690.
- HINE, A.C., 1977. Lily Bank, Bank, Bahamas: history of an active oolite sand shoal. *J. Sed. Petrol.* 47, 1.554-1.581.
- JENKYN, H.C., 1971. Speculations on the genesis of crinoidal limestones in the Tethyan Jurassic. *Geol. Rund.* 60, 471-488.
- JOHNSON, H.D., 1978. *Shallow siliciclastic seas*. En Reading, H.C. (ed.) *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Sci. Pub. 557 p.
- KNAUTH, L.P., 1979. A model for the origin of chert in limestone. *Geology*. 7, 274-277.
- KNAUTH, L.P. y EPSTEIN, S., 1976. Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 40, 1.095 - 1.108.
- KOLODNY, Y., TARABOULOS, A. y FRIESLANDER, U., 1980. Participation of fresh water in chert diagenesis: evidence from oxygen isotopes and boron alpha-track mapping. *Sedimentology*, 27, 305-316.
- KUMAR, N. y SANDERS, J.E., 1976. Characteristics of shoreface storm deposits: modern and ancient examples. *J. Sed. Petrol.* 46, 145-162.

- LANGHORNE, D.N., 1982. A study of the dynamics of a marine sand wave. *Sedimentology*. 29, 571-594.
- LINARES, A. y MOUTERDE, R., 1962. Observations sur le Lias de la Sierra Elvira (Province de Grenade). *Livre Mem. P. Fallot*. Soc. Geol. France. 183-188.
- MARSAGLIA, K.M. y DEVRIES KLEIN, G., 1983. The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems. *J. Geol.* 91, 117-142.
- MARTIN, J.M., 1980. *Las dolomías de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral Univ. Granada. 201 p.
- MARTIN, J.M. y DABRIO, C.J., 1981. Calizas de crinoides del Carixiense subbético: historia diagenética. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)* 79, 287-291.
- RIVAS, P., 1973. *Estudio paleontológico-estratigráfico del Lias (sector central de las Cordilleras Béticas)*. Resumen de Tesis Doctoral. Secr. Publ. Univ. Granada. 29, 77 p.
- TWICHELL, D.C., 1983. Bedform distribution and inferred sand transport on Georges Bank, United States Atlantic Continental Shelf. *Sedimentology*. 30, 695-710.
- VAIL, P.R., MITCHUM, JR., R.M. y THOMPSON, III, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: global cycles of relative changes of sea level. En Payton, C.E. (ed.) *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration. A.A.P.G. Mem.* 26, 83-97.
- VISSER, M.J., 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A preliminary note. *Geology*. 8, 543-546.
- WALKER, R.G. (1979) Facies Models 7. Shallow marine sands en Walker, R.G. (ed.) *Facies Models. Geoscience Canada Reprint Series 1*. 75-89.